

のと同じ変化の型を示す。高濃度となる夏のエイトケン粒子は、 200°C の加熱に対し消失する揮発性に富んだ粒子であり、おそらく硫酸を主体にした粒子であろう。

極点で報告されたようなエイトケン粒子の2つの型の急増現象は、昭和基地でも観測された。第1の型の急増現象では、エイトケン粒子の全粒径にわたって増加がみられ、増加する粒子は 600°C の加熱でも消失しない粒子であった。これらの特徴は、海洋性エアロゾルの特徴である。ブリザードに伴って起こるこの型の急増現象は年間通じてみられるが、特に冬から冬明けにかけて活発である。第2の型の急増現象では、エイトケン粒子の内でも最も粒径の小さいクラスの増加が顕著であり、増加する粒子は揮発性に富んだものであった。これらの特徴は光化学反応による2次粒子の特徴である。比較的静穏な気象状態で起こるこの型の急増現象は、太陽光のない冬には現れず、春から

夏にかけて活発である。

大粒子については、エイトケン粒子と逆に冬高濃度、夏低濃度という変化の型が確認された。電子顕微鏡、放射化分析、などの物質に関する解析結果から、冬期は海洋起源のエアロゾル、夏は光化学反応によってできる硫酸が主体を占めていることがわかった。

以上のことがらをまとめてみると、昭和基地では、エアロゾルは夏と冬とはっきり異なった起源を持つことがわかる。冬は海洋性のエアロゾルが低気圧系によって運ばれてきたものが主体となり、夏は、上空で光化学反応によって生じた硫酸粒子が下層に運ばれてきたものが主体となっている。

さらに詳しくは、「南極大気中のエアロゾルの観測」(極地, **15**(2), 16-26, 1980), 「南極昭和基地における大気エアロゾル観測」(天気, **27**(1), 13-24, 1980)を参照されたい。

I.2. 極域における日射収支の特性

村井潔三 (気象研究所)

極域における放射測定は、南北両域ともかなり豊富な資料が得られており、平均状態について知ることとはそれほど困難ではない。その特徴としては、まず第一に、極域は年間通じて冷却域であるということ、ついで、地表面アルベドが非常に大きいこと、大気が清澄であること、雲は薄く、低い層雲状のものとの出現が多く、放射に対する特有の効果を示すことなど多くの性質が知られている。これらは、最近の最大課題である気候変動の

問題の中でも重要な要素をなすものであって、その変動の実態、放射に対する役割りなどが今後の研究対象となる。以下、3要素だけを取りあげて簡単に記してみる。

(1) 地表面アルベドの変動

雪氷面と海面とではアルベドの値は著しく異なり、氷と水の混在する領域では氷域の面積の変化に伴ってアルベドが大きく変化することが予想される。Barrowにおける実験観測によれば、

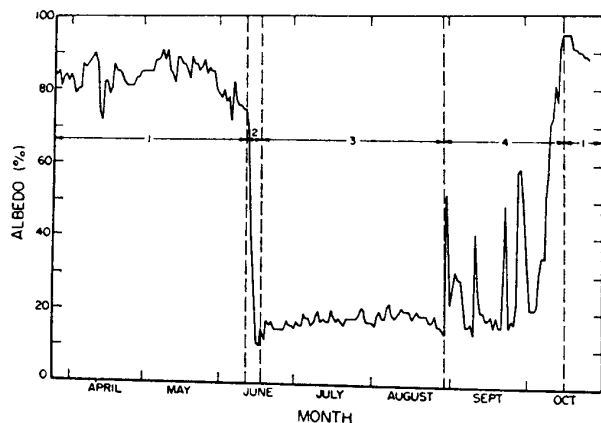


図1 ツンドラ地帯のアルベドの年変化 (WEAVER の測定: Radiation Regime Over Arctic Tundra and Lake, 1966. Univ. Washington, 112p, 1970). アルベドの日平均値の年変化を示すもので、その特性は図中の破線によって分割される4つの期間に分類される。1: 冬季安定期, 2: 春季変動期, 3: 夏季安定期, 4: 秋季変動期である。とくに期間2は数日の間に起こる変動を示し、この変動の出現は年によって異なり、これがその後の放射収支量を大きく変動させる。

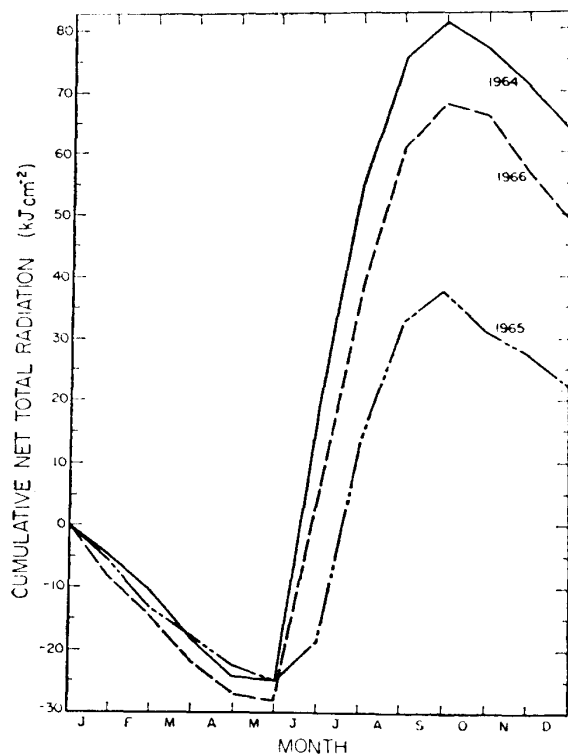


図2 Barrowにおける地表面放射収支量の積算値の年変化. 図1に示された春季変動期間の出現は, 1964年; 5月下旬, 1965年; 6月末, 1966年; 6月15日頃となっていて, これに対応して年間の放射収支量は1964年が最大, 1965年が最小となり, かなり大きな差が認められる.

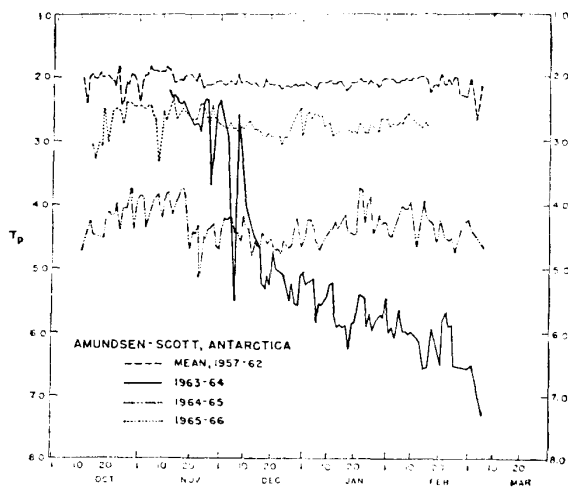


図3 南極点における混濁因子 (T_p) の変動 (VIEBROCK and FLOWERS: Tellus, 20, 400, 1968). $T_p = \tau / \tau_R$, $\tau = \tau_R + \tau_M + \tau_G$; τ_R : 空気分子の消散係数, τ_M : エロゾルの消散係数, τ_G : オゾン, 水蒸気等の気体の吸収による消散係数. 1963年3月, Mt. Agung の噴火によるエロゾルの増加に対応して, 1963年末から1964年にかけて T_p は増加し, 1965年ごろはほぼ回復していることが示されている.

春秋の氷域の消滅と成長によるアルベードの変化が非常に興味深い状態で測定され (図1), これに伴う放射収支量の変化の状況が実測されている (図2).

(2) 極域の大気混濁度

大気混濁状態については, 日射測定によってかなり古くから知られており, 波長別の日射測定も少ないながら行われ, 情報はしだいに精密になってきている. 平均的にはきわめて清澄な大気で

あるが, 低緯度地域の火山噴火によるエロゾルの流入による一時的な混濁度増加の事実が測定されている (図3). これが, どのような効果をもたらすのか明瞭にする必要がある.

(3) 極域における CO_2 の変動 (図4)

CO_2 の放射に対する効果は, 極域ではより強調され, その変動は重要な意味を持つ. したがって, 極域での CO_2 の測定は今後ますます精度を高めて豊富にすることが必要である.

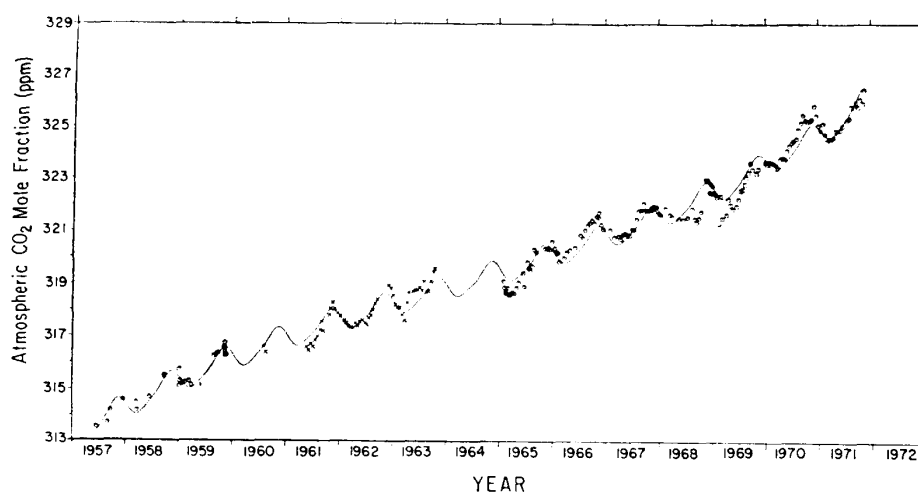


図4 南極点における大気中 CO_2 量の永年変化 (KEELING *et al.*: *Tellus*, **28**, 552, 1976).

滑らかな曲線は、測定値に最もよく合うような振動指数関数によって表した変動。

○: Applied Physics Analyzer (フラスコ採集)

□: URAS Analyzer (フラスコ採集)

×: 連続測定から求めた月2回の平均値

I.3. 極地大気での氷晶生成のメカニズム

大竹 武 (アラスカ大学)

極地方では雲のない空から氷晶が降ることが観測されている。それらの生成原因を明らかにするため、各地で観測を行った。Fairbanks でのそのような氷は発電所や自動車の廃気水滴を経て、それらが凍って氷晶になることが分かった。アラスカ北部の Barrow での氷晶は北極海の極氷の割れ目の水面から出る水蒸気が凍ってできる氷晶と暖房や車の廃気によってできる氷晶があることが測定器を積んだ飛行機の観測によって明らかにされた。いずれも水滴がまずできてそれらが凍ったものであることがその結論である。

南極点での氷晶についてはこれらを3つの異なった固形降水に分ける。

1) 海拔約 8000 m 以下ではあるが、2 mm 位の大きさの砲弾集合型を主体とする氷晶が巻雲系の雲から降ってきて、その頻度は 70% を占める。これらはその下層にある水蒸気の量によるが、多くの場合蒸発し切れず、または途中でさらに成長して、極点付近の高さ約 2800 m の雪面に落下し、降水量としては最大の寄与をもっている。

2) 約 5000 m ほどの中層雲から 1~2 mm の

側面板状集合結晶を主体とする固体降水がある。これらは頻度は 1) より少ないが粒子が大きいので積雪量への寄与は少なくない。

3) 層雲もしくはまったく雲のない空から clear sky precipitation として薄六角板状を主体とする降水があるが、これらは 20~200 μm ほどの比較的小さい結晶からなり、積雪量としての寄与は無視できるぐらい小さいが、その生成に関しては雲物理学上興味が深い。これらの結晶は雲はもちろん、時として氷飽和以上の水蒸気が上空に存在しなくとも観測されることがある。一般に北寄りの風の時にできるので、わずかながら中部高原の斜面にそって強制上昇させられた低層の湿った空気が層雲を作り、それらの雲粒が凍って氷晶になるものと思われる。これら層雲は時として南極点からの視界外のはなれた所にできることもあり、これらの氷晶はかなり低い湿度の下層大気中でも、しばらくは蒸発しきれずに、遠い風下の観測点まで到達することは十分考えられる。これら clear sky precipitation は高さ数十 m から 300 m のほとんど常時存在する湿った層の中で、わずか